

# Транскавказское направление вулканизма: причина, следствия и эпитермальная минерализация

А.Г. Гурбанов<sup>1</sup>, О.А. Богатиков<sup>2</sup>, А.Я. Докучаев<sup>3</sup>,  
В.М. Газеев<sup>4</sup>, А.Б. Лексин<sup>5</sup>, О.В. Пяшенко<sup>6</sup>

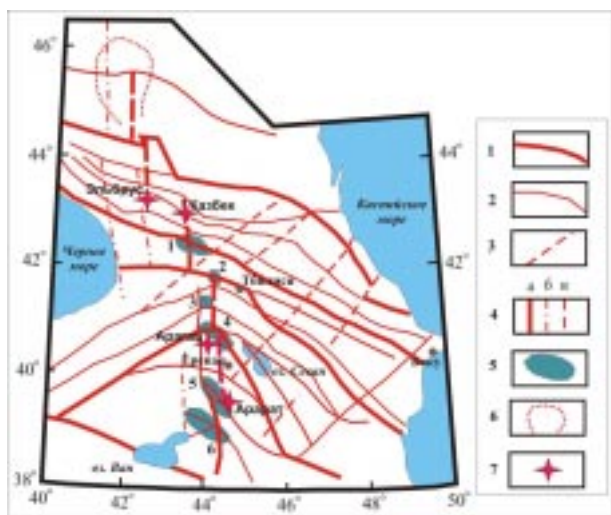
**1. Транскавказское поперечное поднятие – северное окончание трансконтинентального Восточно-Африканско-Транскавказского рифтового пояса.**

Анализ имеющихся геологических, геофизических, геодезических и дистанционных данных на территорию Северного Кавказа и Закавказья помог установить, что проявления новейшего вулканизма, неотектоники, эпицентры сильных мелко- и глубокофокусных землетрясений, а также максимальные скорости аплифта приурочены к Транскавказскому поперечному поднятию (ТПП) или коллизионной структуре типа континент–континент [41]. ТПП является крупнейшей поперечной структурой, как для Анатолии, Малого Кавказа, так и для Большого Кавказа (рис. 1), и на всем протяжении выражено: в рельефе, геофизических и тепловых полях, в ри-

сунке тектонической раздробленности [26]. Его северным окончанием являются Минераловодский выступ с позднемиоценовыми лакколитами Кавминвод и Ставропольское сводовое поднятие (южная часть Скифской эпигерцинской платформы).

В пределах ТПП концентрируются все сильные землетрясения Закавказья (Чалдыранское, Параванское, Спитакское, Рачинское, Джавское). Причем в последние 30 лет наблюдается четкая тенденция смещения сейсмической активности в северном направлении. Поэтому в будущем не исключено возникновение сильного землетрясения и в густонаселенных районах на северном склоне Большого Кавказа и в Предкавказье.

В сводовой части ТПП происходит «раздвиг», обусловленный «вдавливанием» в Закавказскую, затем в Малокавказскую и, наконец, в Большекавказскую микроплиты двигающейся в северном на-



**Рис. 1. Схематическая карта крупнейших разломов Кавказа: 1 – межзональные разломы; 2 – региональные разломы; 3 – то же «антикавказского» простирания; 4 – разломы Транскавказского простирания (а – подчеркивающиеся цепочками вулканов, б, в – выделенные по структурно-геологическим данным: б – крупные, в – мелкие); 5 – очаговые зоны сильных землетрясений в пределах Транскавказского поперечного поднятия (1 – Рачинского, 1991 г., 2 – Горийского, 1920 г., 3 – Параванского, 1986 г., 4 – Спитакского, 1988 г., 5 – Араратского, 1840 г., 6 – Чалдыранского, 1976 г.); 6 – контуры Ставропольского сводового поднятия; 7 – новейшие вулканы**

<sup>1</sup> Гурбанов А.Г., к. г.-м. н., в. н. с. ИГЕМ РАН

<sup>2</sup> Богатиков О.А., академик РАН

<sup>3</sup> Докучаев А.Я., к.г.-м. н., ИГЕМ РАН

<sup>4</sup> Газеев В.М., к. г.-м. н., ИГЕМ РАН

<sup>5</sup> Лексин А.Б., н. с. ИГЕМ РАН

<sup>6</sup> Пяшенко О.В., к. г.-м. н. ООО «ГЕОИНВЭКС»

правлении Аравийской плиты, фиксирующийся серией зон кулисообразно расположенных субмеридиональных межзональных разломов (рис. 1), к которым приурочены очаговые зоны сильных землетрясений, а также Эльбрусский, Казбекский, Кельский и другие вулканические центры на территориях Грузии, Армении, Турции.

Эта структура прослеживается и в планетарном масштабе (рис. 2) через Кавказ, Турцию, Аравийский полуостров и вдоль восточного побережья Африки. Причем она и здесь контролирует ареалы развития новейшего вулканизма и локализацию эпицентров землетрясений. Ее анализ показал, что начиная с позднего кайнозоя на территориях Западной Европы и Африки, разделенных областью развития океанической и субокеанической литосферы, наблюдаются процессы эндогенной, в том числе вулканической и сейсмической, активности. Эта активность была обусловлена как механизмом коллизии Африканской, Аравийской и Евро-Азиатской литосферных плит, так и внутренними процессами. В результате коллизии сформировался Альпийский складчатый пояс с линейно ориентированными ареалами развития вулканических андезитового, дацитового и риолитового составов [23, 18]. Этот вулканизм, отвечающий островодужной и орогенной стадиям развития складчатой области, начался еще в эоцене.

Внутриплитная активность породила образование ряда крупных грабенов, сводовых поднятий и связанных с ними ареалов миоцен-голоценового вулканизма, представленного породами повышенной щелочности и даже щелочными [45, 46, 47, 48]. Проявления внутриплитной активности контролировались, в основном, двумя трансконтинентальными рифтовыми поясами, сформировавшимися в результате позднекайнозойской активизации Афро-Атлантического горячего поля мантии, или суперплюма [10].

Первый из них – Центрально-Африканский-Центрально-Европейский [22, 38, 48] прослеживается на 5500 км от Гвинейского залива на юго-западе Африки до северного побережья Европы и далее в Северное море.

Второй пояс включает Восточно-Африканско-Красноморскую рифтовую систему и прослеживается на 7500 км поперек складчатого сооружения Кавказа в южную часть Скифской эпигерцинской платформы (рис. 2, 3). Этот пояс предложено [34] выделять как Восточно-Африканско-Транскавказский. Его южный сегмент состоит из Ньяса-Танганьикской и Кенийско-Эфиопской ветвей Восточно-Африканской рифтовой

системы, а центральный – из рифта Красного моря и сменяющей его к северу цепи небольших грабенов (типа грабена Мертвого моря), вытянутых вдоль Левантинской левосторонней сдвиговой зоны [22].

В пределах Восточно-Африканского рифтового пояса известно 48 активных вулканов, из которых 21 относится к категории действующих. Среди продуктов извержений преобладают вулканические породы основного состава и повышенной щелочности, щелочные породы, и реже риолиты и игнимбриты [18, 49]. На Аравийском полуострове, вдоль этого пояса расположено 23 активных вулканических центра, в которых сейчас расположено 17 действующих и 50 потенциально действующих вулканов. В голоценовое и историческое время из этих вулканов изливались толеитовые базальты, долеритовые базальты, риолиты и редко андезиты. Еще севернее, в пределах Турции известно 13 действующих и потенциально действующих вулканов (Кила, Карапинар, Немрут-Даги, Арарат и др.), а на территориях Армении, Грузии и юга России (Северный Кавказ) – потенциально действующие вулканы Арагац, Казбек, Эльбрус и др.

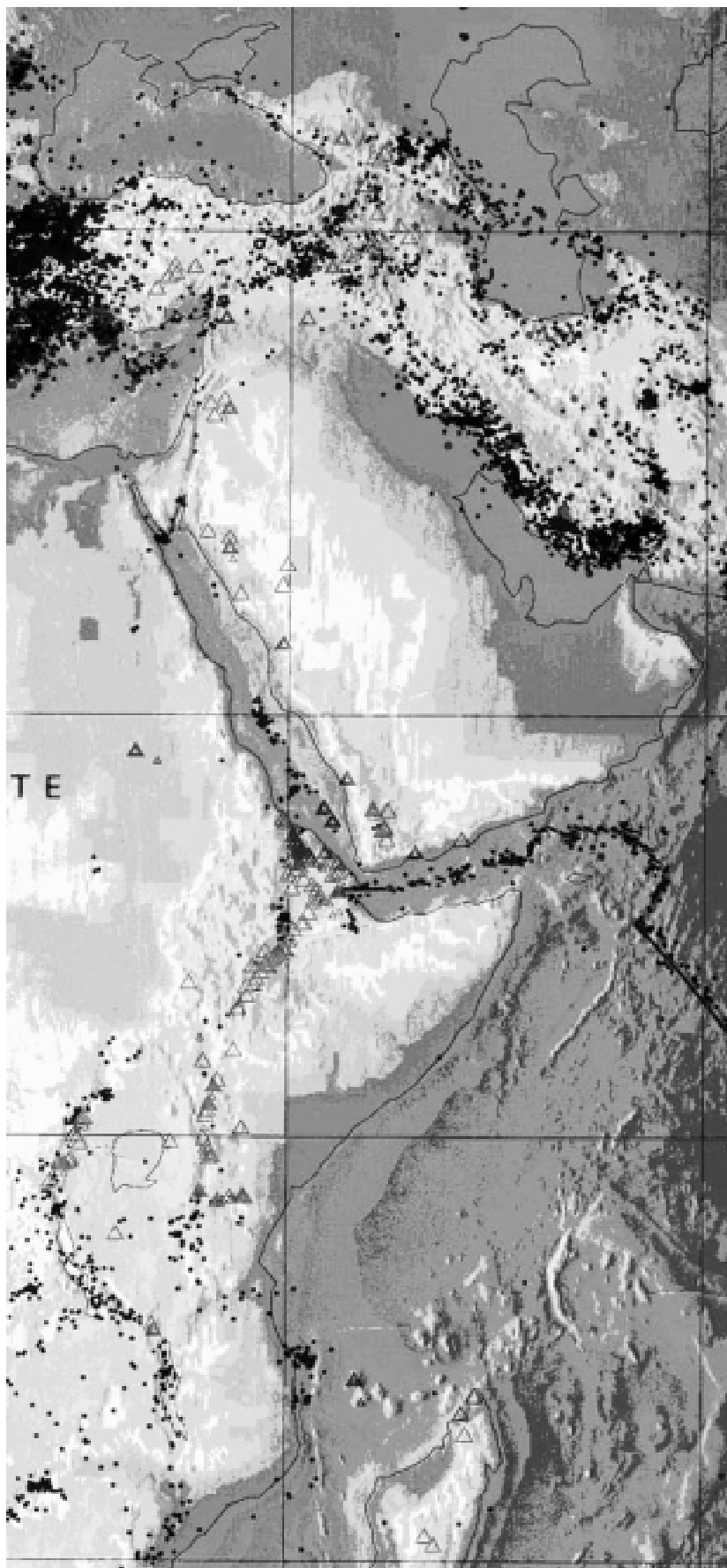
Результаты геохимических и изотопных исследований пород вышеуказанных ассоциаций убедительно свидетельствуют о том, что сформировались они при участии обогащенных мантийных источников [36], появление которых в подлитосферной мантии обусловлено, скорее всего, деятельностью мантийных плюмов [42].

Северный сегмент рифтового пояса, являющийся продолжением Левантинской зоны, пересекает альпийские складчатые структуры Восточной Анатолии, Малого и Большого Кавказа. В южной части сегмента она трассируется Восточно-Анатолийским разломом, а к северу от места пересечения с Северо-Анатолийским разломом она прослеживается в виде Эрзурум-Казбекско-Эльбрусской зоны дислокаций, являющейся западным ограничением Транскавказского поперечного поднятия (рис. 1 и 3).

Рассматривая особенности пространственного распространения проявлений позднеплиоцен-четвертичного вулканизма в северной части зоны Транскавказского отрезка рифтового пояса, на территориях Малого и Большого Кавказа (рис. 3), отметим, что вулканизм проявлялся только в его пределах. Для него характерны излияния лав андезитового, дацитового и дацит-риолитового составов, связанные с вулканами центрального типа, но нередко встречаются эксплозивные и плутонические фации [23, 14].

**Рис. 2.** Схема расположения трансконтинентального Восточно-Африканско-Транскавказского рифтового пояса в пределах Африканского и Европейского континентов [по данным T. Simkin, R. I. Tilling, J. N. Taggart, W. J. Jones and H. Spal «World map of volcanoes, earthquakes and plate tectonic» Smithsonian Institution, U.S. Geological Survey, 1989].

**Условные обозначения.** *Землетрясения с магнитудой 4,0–7,5:* с эпицентрами на глубинах 0–60 км показаны мелкими черными точками; с эпицентрами на глубинах более 60 км – мелкими серыми кружочками. *Землетрясения с магнитудой более 7,5:* с эпицентрами на глубинах 0–60 км показаны средними не залитыми черными кружочками; с эпицентрами на глубинах более 60 км – крупными не залитыми черными кружочками. *Вулканы извергавшиеся:* с 1900 г. н.э. до настоящего времени показаны крупными серыми треугольниками; с 0 г. н.э. до 1900 г. н.э. – крупными не полностью залитыми серыми треугольниками; голоценовые извержения с возрастaми менее 10 000 лет, исторически не задокументированные – крупными серыми не залитыми треугольниками; точно не известная активность в голоцене и наличие сольфатарных полей – мелкими не залитыми серыми треугольниками



На территории Армении вулканизм проявился очень интенсивно – известно около 600 центров вулканической активности. Главными его особенностями явился наложенный характер и приуроченность к двум крупным структурам: Транскавказскому поперечному поднятию (ТПП) и Анкаван-Сюникскому региональному разлому, прослеживающемуся из Мраморного моря к озеру Ван и уходящему далее в систему Загрос.

К ТПП приурочены многократные трещинные излияния раннеплиоценовых обратно намагниченных оливиновых базальтов, слагающих обширные лавовые поля. Здесь же расположены и более молодые крупные полигенные вулканы (Арагат, Арагац и др.), извергавшие лавовые потоки, игнимбриты и туфы андезитового, андезидацитового, дацитового и реже риолитового составов.

В Анкавано-Сюникском ареале присутствуют раннеплиоценовые лавы, обсидианы и туфы риолитового состава, связанные с проявлением вулканической активности ареального типа. Позднеплиоцен-голоценовые вулканические извержения ареального типа представлены андезито-базальтами, реже андезитами, образующими обширные вулканические поля в пределах Гегамского и Варденисского нагорий.

В более северной части ТПП (на территории Грузии) новое возобновление вулканической активности субарального характера началось в конце миоцена и продолжалось по голоцен включительно. Выделяются две фазы активности: миоцен-плиоценовая и позднеплиоцен-четвертичная. В первую фазу произошло излияние базальтов повышенной щелочности, внедрение силлов аналогичного состава и формирование вулканов (Патара-Абули, Диди-Абули, Годореби и др.), сложенных преимущественно лавами андезитового состава, сформировавших Ахалкалакское вулканическое нагорье. В южной части Скифской платформы произошло внедрение субщелочных гранитоидов (лаколиты Кавминвод). К среднему плиоцену вулканическая активность вновь сильно снижается.

Начало второй фазы ознаменовалось активизацией магматических процессов, которая захватила уже и северный склон Большого Кавказа, где сформировались небольшие гипабиссальные гранитоидные штокообразные тела (Эльджуртинский, Сангутидонский, Теплинский и др. массивы); крупные Верхне-Чегемская и Эльбрусская кальдеры, а затем – Эльбрусский и Казбекский вулканические центры. В Эльбрусском центре вулканическая активность началась в верхнем эоплейстоцене излияниями трахиандезибазальтовых и трахиандезитовых лав. В нижнем

неоплейстоцене произошли мощные эксплозивные извержения, приведшие к формированию Эльбрусской кальдеры и мощных толщ игнимбритов риолитового и риодацитового составов. Первые извержения из палеовулкана Кюкюртли представлены лавовыми потоками и синхронным им туфовым горизонтом риолитового и риодацитового состава, а затем, на протяжении более чем 700-тысячелетней истории эволюции вулкана Эльбрус, изливались лавы только дацитового состава [4, 26].

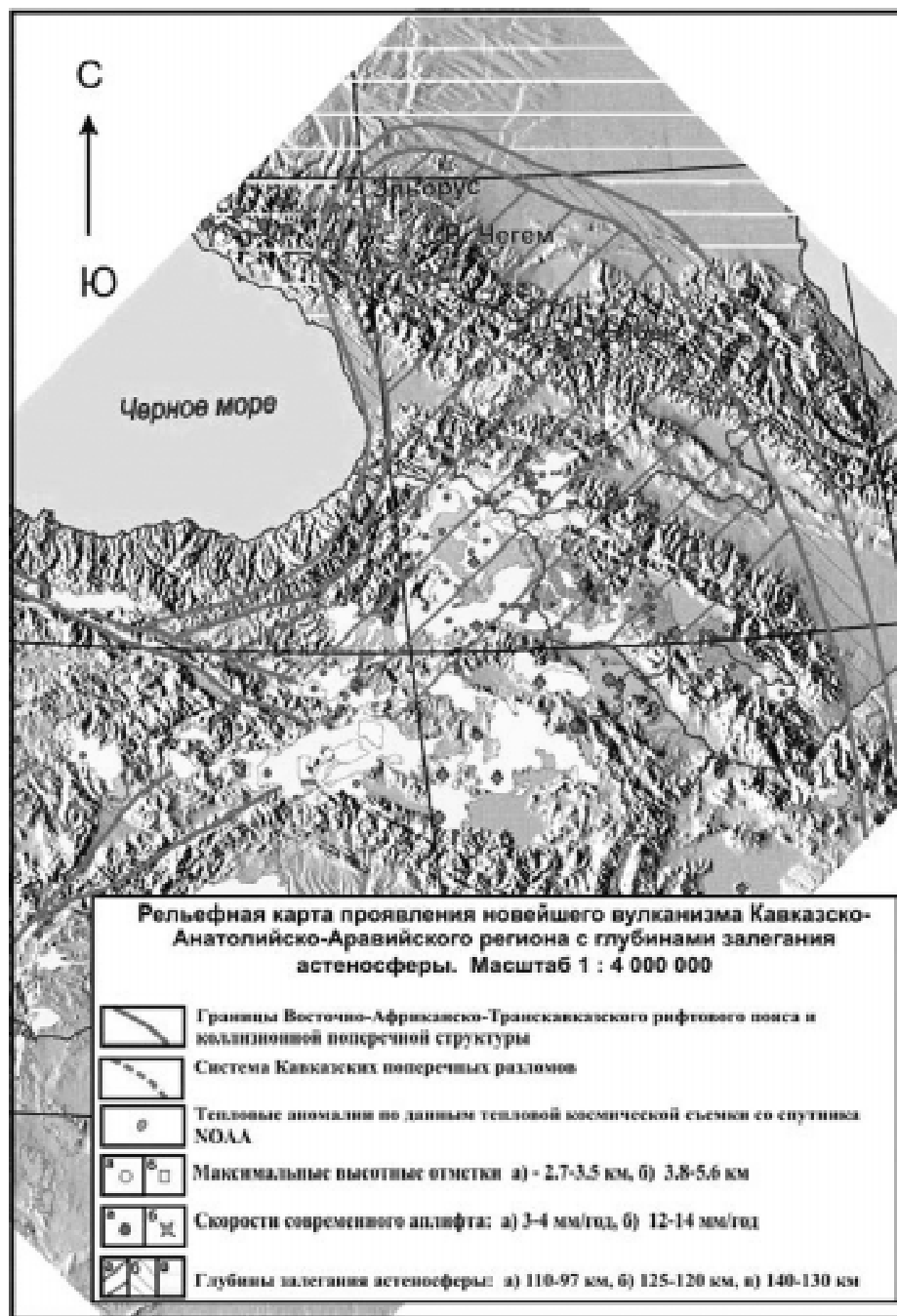
Важной чертой рассматриваемого трансконтинентального Восточно-Африканско-Транскавказского рифтового пояса является дискретное развитие магматизма в его пределах и связь магматизма со сводовыми региональными и локальными поднятиями. Первые из них контролируются линейными мантийными плюмами, а вторые – небольшими по размерам мантийными струями (*hot finger*), восходящими от границы раздела между верхней и нижней мантиями [36].

Анализ данных (рис. 3) показал, что все тепловые аномалии в пределах Эльбрусского и Казбекского вулканических центров [13], выявленные с помощью дистанционных методов зондирования (ночные тепловые снимки со спутников NOAA), обусловлены расположенными под ними близповерхностными магматическими камерами [12, 28]

Приуроченность к ТПП эпицентров всех сильных исторических землетрясений косвенно может свидетельствовать о присутствии под ней мантийного плюма [35], т.к. на участках пересечения коллизионных структур рифтовым поясом термальное состояние верхней мантии имеет специфичные параметры. Так, сейсмические характеристики «разогретой» (низкоскоростной) имеет верхняя мантия под центральной частью Главного Кавказского хребта там, где он пересекается рифтовым поясом (т.е. ТПП, рис. 2, 3), и здесь может происходить генерация расплавов, порождающих вулканическую активность, в то время как под восточным и западным окончанием Главного Кавказского хребта до глубин 300–400 км прослеживается «холодная» мантия [9].

## 2. Определение времени проявления аплифта, скоростей вертикальных и горизонтальных перемещений.

Для определения времени проявления аплифта от долины р. Белой на западе и до долины р. Фиадон на востоке [39] было проведено фишен-трековое датирование акцессорных апатитов. Данные о скоростях вертикальных и горизонтальных перемещений отдельных литосферных блоков (от г. Геленжика на западе и до долины р. Урух на восто-



ке) были получены за две эпохи измерений (06.1993 и 09.1994 гг.) системой GPS-TRIMBL в рамках совместного российско-немецкого проекта «WEGENER». Результаты этих исследований приведены на *рис. 4*.

При определении времени проявления аплифта отдельных блоков в различных структурно-формационных зонах (СФЗ) отобрано 67 представительных проб пород, из которых были выделены акцессорные апатиты. Фишен-трековое датирование проводилось по 300–500 зернам апатита из каждой пробы. Результаты исследований [39] показали (*рис. 4*), что

большим количеством проб (42 шт.), выявилась следующая сложная картина:

1. Установлено ее «клавишное» строение, со значительным уменьшением возраста аплифта с севера на юг. В междуречье Большая Лаба – Кубань выделяются 4 блока северо-западного простирания, шириной до 8–10 км каждый. Северный блок испытал аплифт (в млн лет назад) 38–36 и 29–23, расположенный южнее блок – 25–20, следующий за ним к югу блок – 16–14 и, наконец, самый южный блок – 13–12 млн лет назад. Однако, начиная с левого борта долины р. Баксан и далее на восток до долины реки

**Рис. 3.** Северное окончание Восточно-Африканско-Транскавказского рифтового пояса и коллизионной поперечной структуры.

Условные обозначения: 1 – границы Восточно-Африканско-Транскавказского рифтового пояса и коллизионной поперечной структуры; 2 – система Кавказских поперечных разломов; 3 – тепловые аномалии по данным космической съемки со спутника NOAA; 4 – максимальные высотные отметки: а) 2,7–3,5 км, б) 3,8–5,6 км; 5 – скорости современного аплифта: а) 3–4 мм/год, б) 12–14 мм/год; 6 – глубины залегания астеносферы: а) 110–97 км, б) 125–120 км, в) 140–130 км

в различных СФЗ последний аплифт происходил:

- в южной части Бечасынской СФЗ (долина р. Белой) 68 млн лет назад;
- в СФЗ Передового хребта (долины рек Малая и Большая Лаба, Большой Блыб), в ее северной части – 40 млн лет назад, а в средней и южной – 33–20 млн лет назад;
- в СФЗ Главного хребта, охарактеризованной

Терек, описанная выше картина резко меняется. Если на водоразделе Малка-Баксан аплифт был 16–14 и 13–12 млн лет назад, то, начиная с долины р. Баксан, на продолжении этих же блоков аплифт произошел 5–7, 5–6 и 5–4 млн лет назад.

2. Анализ данных по распределению времени аплифта, проявившегося в пределах всех СФЗ Большого Кавказа, убедительно показал, что, начиная с долины р. Баксан и далее на восток, время подъема резко омолодилось. Следовательно, как зона ТПП, так и ее западная граница четко фиксируются по времени проявления аплифта. Скорее всего, это является отражением динамики развития ТПП, обусловленной увеличением в ее пределах объема континентальной коры за счет коллизии и продолжающейся субдукции и за счет плавления пород нижней коры при участии «горячего» линейного мантийного плюма.

Анализ данных (измерения проводились синхронно, в режиме реального времени 21 станцией GPS-TRIMBLE в разных СФЗ Большого Кавказа в 06.1993 г. и 09.1994 г.) о скоростях вертикальных и горизонтальных перемещений с помощью GPS-технологий, показал (смотри *рис. 4*):

1. По скорости вертикального подъема территория Большого Кавказа четко подразделяется на два крупных блока: западный (от г. Геленжик и далее к востоку до долины р. Малки, а на севере – до Ставропольского свода), поднимающийся со средней скоростью 3–4 мм/год; и восточный (от р. Баксан и далее к востоку до р. Фиагдон) – поднимающийся со средними скоростями до 12–14 мм/год в СФЗ Главного хребта и от 6 мм/год в пределах Ставропольского свода. Граница между этими блоками полностью совпадает с западной границей зоны ТПП, установленной по результа-

там фишен-трекового датирования апатитов. Отличительной чертой ТПП являются высокие (до 12–14 мм/год) скорости современного аплифта.

Данные о скоростях современных поднятий на Северном Кавказе были получены в результате трех эпох (1925/27–1946/50; 1946/50–1970/75 и 1970/75–1985/92 гг.) повторного нивелирования [16]. Измеренные скорости поднятий в пределах Предкавказья составили (+2)–(+4) мм/год; Северо-Западного Кавказа – 0–(+4) мм/год; западной части СФЗ Главного хребта – (+8)–(+10) мм/год; ТПП – (+10)–(+15) мм/год; Армянского вулканического нагорья – (+10)–(+15) мм/год.

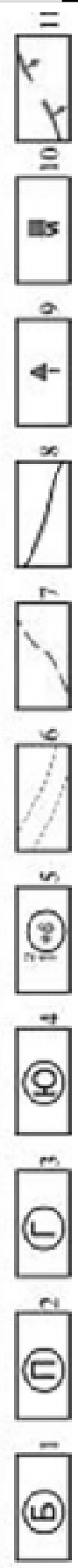
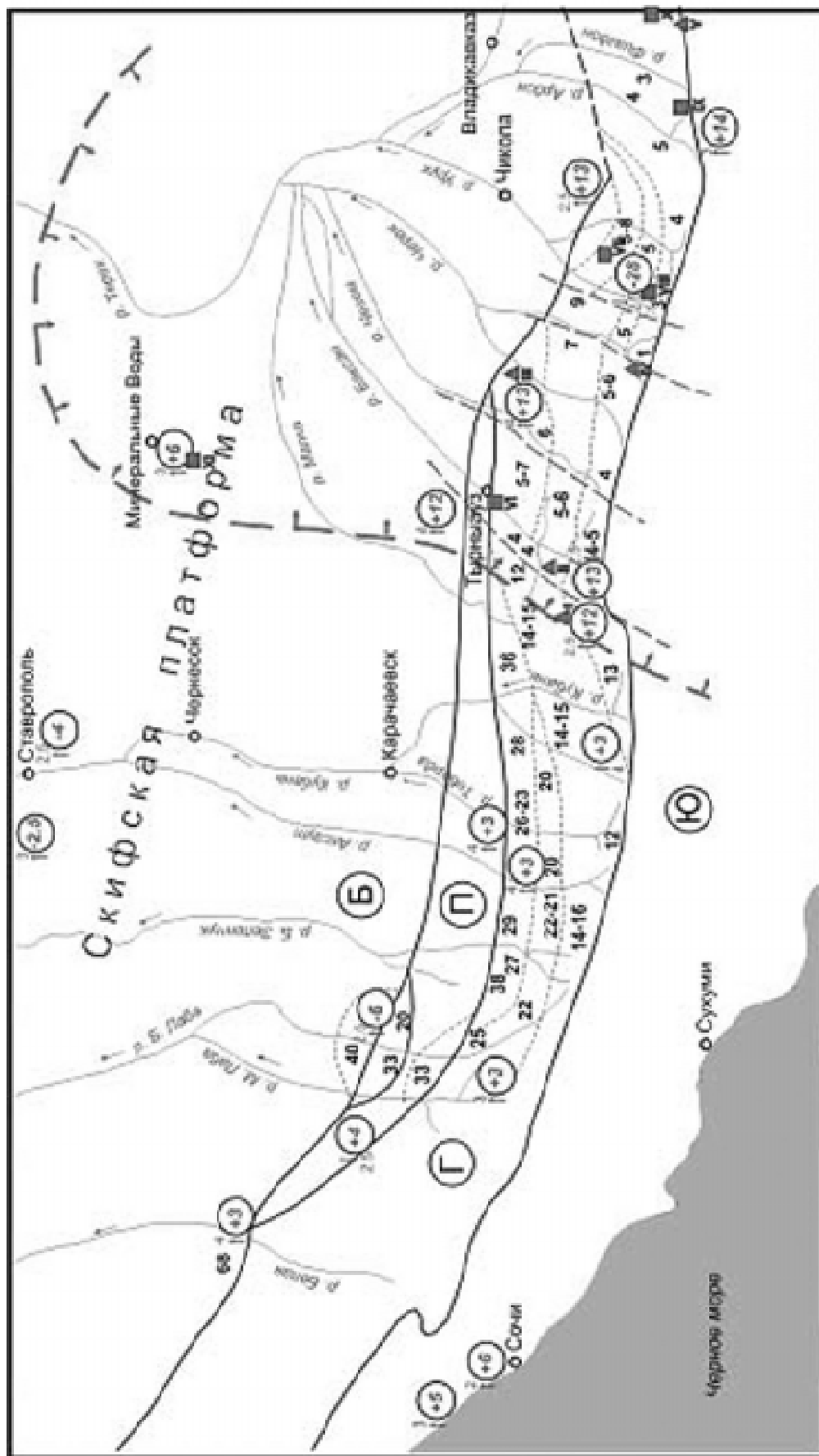
2. Анализ горизонтальных перемещений показал устойчивую ориентацию векторов скоростей (2–4 мм/год) как в северо-западном направлении, характерном для Аравийской плиты, так и в северо-восточном – характерном для юго-восточной части Малого Кавказа, что подтверждает существующие представления о северном дрейфе Аравийской плиты [41, 33]. Северо-западная направленность векторов скоростей в пределах Ставропольского поднятия свидетельствует, скорее всего, о том, что влияние северного дрейфа Аравийской плиты здесь практически не ощущается.

3. Следствия возможного возобновления вулканической активности.

Выше было показано, что на глубине под ТПП, при участии «горячего» линейного мантийного плюма, может формироваться расплав, который при определенных условиях будет подниматься к поверхности и реализоваться затем в виде вулканической активности с соответствующими катастрофическими последствиями. Поэтому важно было оценить современное состояние вулкана Эльбрус (потухший или потенциально активный, но пока «спящий»), расположенного на

*Рис. 4. (с. 31) Схема распределения времени аплифта и современных скоростей вертикальных и горизонтальных перемещений отдельных блоков в структурно-формационных зонах Большого Кавказа по геодезическим (GPS-измерения) и фишен-трековым (время аплифта показано цифрами без кружков) данным. Составлена в 2004 г. А.Г. Гурбановым.*

*Условные обозначения.* 1 – Бечасынская структурно-формационная зона (СФЗ); 2 – СФЗ Передового хребта; 3 – СФЗ Главного хребта; 4 – СФЗ Южного склона; 5 – в кружке со знаком +6 – скорость подъема в мм/год, со знаком – 28 – скорость опускания в мм/год. Стрелка слева от кружка острый конец вверх – горизонтальное смещение в северных румбах, острый конец вниз – горизонтальное смещение в южных румбах, а цифрой у стрелки показана скорость смещения в мм/год; 6 – условные границы блоков, выделенных по времени аплифта; 7 – зоны активных разломов; 8 – границы структурно-формационных зон; 9 – места проявления новейшего вулканизма: I – Эльбрусская кальдера, II – Верхне-Баксанский вулканический узел, III – Верхнечегемская кальдера, IV – район истоков р. Тютюн-су, V – вулкан Казбек; 10 – неинтрузии и их названия: VI – Эльжуртинская, VII – Сангутидонская, VIII – Танадонская, IX – Теплинская, X – Геналдонская, XI – лакколлиты Кавминвод; 11 – западная и северная границы Транскавказской поперечной структуры



западной границе ТПП, которая характеризуется сильной тектонической раздробленностью и, соответственно, повышенной проницаемостью для магматических расплавов и гидротермальных растворов.

Учитывая хорошую петролого-геохимическую, геофизическую изученность Эльбруса, датирование этапов его активности и связанных с нею ката-

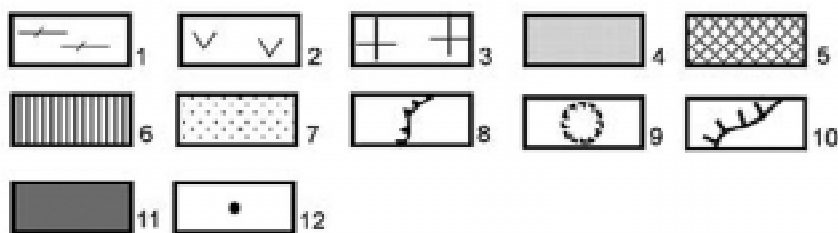
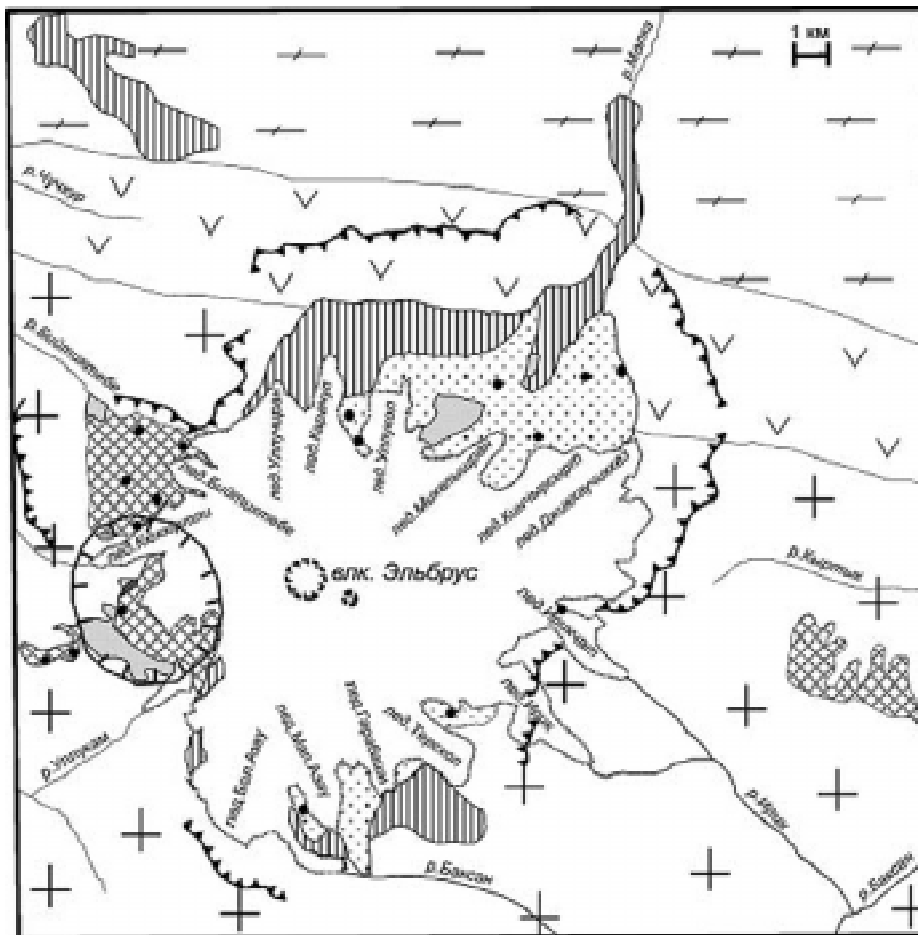
строфических последствий, вполне реально оценить его современное состояние. Затем его можно будет сравнить по ряду параметров с потенциально активными вулканами, расположенными южнее на территориях Малого Кавказа, Турции, Ирана, Африки, и в итоге можно будет составить схематическую карту риска возобновления вулканической

активности для северной части рифтового пояса (рис. 3).

Краткая петролого-геохимическая характеристика вулкана Эльбрус. В истории развития Эльбрусского вулканического центра (ЭВЦ), на основании комплексного изучения [1, 26], выделены докальдерный, кальдерный и посткальдерный циклы, а два последних подразделены на ранние и поздние этапы (рис. 5).

Докальдерный цикл вулканической активности (нижний неоплейстоцен, 800–900 тысяч лет назад) представлен останцами лавовых потоков трахиандезибазальтового (верховья реки Тызыл) и трахиандезидацитового (устьевая часть реки Худес) составов.

Кальдерный цикл. Ранний этап (верхи среднего неоплейстоцена, 720–690 тыс. лет назад) представлен залегающими в основании вулканической постройки наиболее кислыми породами – риолитами и



**Рис. 5.** Схематическая геологическая карта распределения вулканических комплексов и гидротермально-метасоматических образований Эльбрусского вулканического центра

**Условные обозначения.** 1–3 – структурно-формационные зоны: 1 – Бечасынская, 2 – Передового хребта, 3 – Главного хребта; 4–7 – вулканические комплексы: 4 – раннего этапа кальдерного цикла, 5 – позднего этапа кальдерного цикла, 6 – раннего этапа посткальдерного цикла, 7 – позднего этапа посткальдерного цикла; 8 – контуры Эльбрусской кальдеры; 9 – Восточный и Западный вершинные кратеры вулкана Эльбрус; 10 – предполагаемые контуры Кюкюртлинской рудно-магматической системы; 11–12 – гидротермально-метасоматические образования: 11 – вторичные кварциты, 12 – проявления разных типов гейзеритов



риодацитами (истоки реки Уллукам) с синхронными им останцами толщ игнимбритов и туфов (истоки рек Кюкюртли, Бийтиктебе и Малки). Поздний этап (низы верхнего неоплейстоцена, 667–620 тыс. лет назад) представлен агломератовыми лавами, туфовыми горизонтами и экструзивными телами дацитового состава. Наиболее крупное (1,6×1,1 км и 0,8 км по вертикали) экструзивное тело обнаружено в жерле средне-верхнелепесточенового вулкана Кюкюртли. Мелкие (5–40×50–200 м) экструзивные тела обнажаются в истоках рек Уллукам, Кюкюртли и Бийтиктебе. В экзоконтактах экструзивных тел широко проявлены гидротермально-метасоматические изменения в прорываемых ими лавовых потоках, сопровождающиеся пирит-марказитовой и, реже, пирротин-халькопиритовой минерализацией.

**Посткальдерный цикл.** Ранний этап (середина – верхи позднего неоплейстоцена, 220–15 тыс. лет назад) характеризуется излиянием лав дацитового состава и взрывными извержениями пирокластического материала. Поздний этап (голоцен) представлен глыбовыми лавовыми потоками, лавобрекчиями и туфовым горизонтом дацитового состава.

Результаты геохимических исследований показали, что вулканитам, характеризующим все последовательные этапы развития Эльбрусского центра, присущи высокие содержания Ag, Se, Mo, Hf, As, Sb и повышенные концентрации Ni, Sc, Cs, Co, Cr. В то же время все породы обеднены Lu, Tb, Ta, Yb, Y, Cu, Ba, Sm, Eu и Rb. Установлено, что в процессе эволюции расплава в вулканитах постепенно повышаются содержания Sb, Ni, Cr и Co и уменьшается концентрация Cs. Эти геохимические особенности пород являются типоморфными для вулканитов Эльбрусского центра.

Анализ данных о химическом составе пород, слагающих выделяемые циклы, показал, что эффузивные, взрывные и экструзивные образования имеют близкий петрохимический состав, соответствующий риодацитам, дацитам и, реже, трахидацитам, и идентичный характер распределения в них микроэлементов. Для вулканитов ЭВЦ характерны повышенные содержания щелочей (в сумме они составляют 6,83–8,15%) и достаточно высокие значения  $K_2O/Na_2O$  отношений, что приближает изученные породы к калиевым субщелочным разностям. Однородные петрохимический и геохимический составы всего эволюционного ряда вулканитов Эльбруса свидетельствуют о стабильных термодинамических условиях плавления пород субстрата на уровне магматического очага.

На классификационных диаграммах  $FeO_{\text{общ.}} / (FeO_{\text{общ.}} + MgO) - SiO_2$  и  $(Na_2O + K_2O - CaO) - SiO_2$  фигуративные точки занимают область, указывающую на их переходное положение от собственно коллизионных образований к постколлизионным.

В вулканитах ЭВЦ (от докальдерных к посткальдерным) содержание  $SiO_2$  в целом изменяется в пределах от 55,45 – 61,6 % до 70,5 % и только в лавах, слагающих Восточную вершину (поздний этап посткальдерного цикла), содержание  $SiO_2$  опускается до 64,2 %. Следовательно, отмечается слабо выраженная антидромная тенденция.

Для решения генетических аспектов расплавов Эльбруса были проведены определения величин измеренных изотопных стронциевых отношений ( $^{87}Sr/^{86}Sr$ ), которые изменяются от 0,705107 до 0,707339, и  $^{143}Nd/^{144}Nd$ , выраженные в величинах  $\epsilon_{Nd}$  – от –0,33, –1,95 до 0,86 [32], что убедительно свидетельствует о заметной роли мантийной компоненты в расплавах ЭВЦ.

Таким образом, геологические и петролого-геохимические данные свидетельствуют о гетерогенности источников вещества при образовании дацитов [2].

Этот вывод был подтвержден результатами изучения расплавных включений в плагиоклазах и кварце из разновозрастных вулканитов ЭВЦ [25, 29]. Среди расплавных включений в плагиоклазах выделено два типа: первый – приурочены к зонам резорбции и представляют собой «каналы» или неправильной формы замкнутые обособления темного стекла; а второй – расположены в прозрачных областях зерен, имеют чаще всего округлую форму, сложены светлым стеклом с хорошо видимым газовым пузырьком, целиком или частично раскристаллизованы. Расплавные включения в кварце чаще всего стекловатые, изометричные, круглые или квадратные со сглаженными углами. Они наблюдаются в любой части зерна, отличаются четкими границами и крупными размерами и сложены не раскристаллизованным светлым стеклом.

Для расплавных включений (РВ) в минералах из вулканических пород Эльбруса установлены значительные вариации по  $SiO_2$  – от 57,5 до 80,1 мас.%, но в основном они соответствуют риодацитам–трахириодацитам ( $SiO_2$  – 69,2–73,0 мас.%) и риолитам–трахириолитам ( $SiO_2$  – 73,4–80,1 мас.%). По химическому составу РВ из включений в минералах и основной массы лав (табл. 1) четко подразделяются на три группы по содержанию  $SiO_2$  (в мас.%): < 63; 63–72 и >72. Следовательно, при кристаллизации плагиоклаза и кварца в дацитах существовало три типа расплавов: трахиандезитовый, трахидацитовый и трахириолито-

вый. Наблюдаются закономерные изменения содержания петрогенных элементов: с увеличением кремнекислотности в расплаве уменьшаются концентрации фосфора, хлора, серы и увеличивается величина отношения  $K_2O/Na_2O$  (от 0,90 до 1,46). Для стекол основной массы пород характерны очень высокие концентрации калия (6,2–7,4 мас.%), поэтому отношение  $K_2O/Na_2O$  в них достигает 2,16–2,44.

Температура гомогенизации РВ составляет 1100–1150°C. В первичных флюидных включениях флюид представлен высокоплотной  $CO_2$ , и они гомогенизировались в жидкую фазу при температурах 29,3–29,8°C, что соответствует плотности  $CO_2 \sim 0,62–0,60$  г/см<sup>3</sup>. Для возможных температур захвата этих включений (1100–1200°C) флюидное давление должно составить 2,8–3,2 кбар. При литостатической величине нагрузки около 270 бар/км, такие давления соответствуют глубинам кристаллизации вкрапленников плагиоклаза не менее 10–12 км, что хорошо согласуется с геофизическими данными.

Установленные три типа РВ с калиевой тенденцией отражают эволюцию магматического очага на стадии кристаллизации вкрапленников плагиоклаза и кварца из дацитов вулкана Эльбрус. Выявлена «перегретость» (гомогенизация расплавных включений 1000–1170°C) магм трахидацитового и трахириолитового составов и доказано, что эволюция расплавов в верхнекоровых условиях определялась процессами смешения магм. Балансовые расчеты показали, что для образования гибридных дацитов, в процессе смешения риодацитовых и трахиандезитовых расплавов, доля кислого расплава должна составлять: при формировании риодацитов раннего этапа кальдерного цикла – 80 %, для дацитов позднего этапа кальдерного цикла – 39 %, раннего этапа посткальдерного цикла – 38 %, а позднего этапа посткальдерного цикла – 32 %. В заключение важно отметить, что криометрические термометрические данные о насыщенности магмы высокоплотной  $CO_2$ , во время последних извержений вулкана, свидетельствуют о том, что будущая активизация вулкана может начаться взрывным извержением.

#### 4. Определение современного состояния вулкана Эльбрус по геологическим, дистанционным и геофизическим данным.

Эльбрус долгое время считался потухшим вулканом, однако рядом исследователей [8] были отмечены выходы водяного пара с примесью сернистого газа в районе его восточной вершины. Позже

Ю.П. Масуренков и др. [19] на этой же вершине отобрали пробы газа, выделяющегося из трещин, анализ которых показал, что он имеет состав, близкий к фумаролам современных вулканов. Затем на обеих вершинах Эльбруса были обнаружены [20] фумарольные площадки, состоящие из системы лабиринтов и проталин в фирновом покрове мощностью до 3 м. Температура внутри проталин и гротов составляла +16°C, при температуре наружного воздуха –7°C. Расчет теплового потока [21] под вулканом показал, что он в среднем равен  $4,8 \times 10^{-5}$  кал/см<sup>2</sup>/сек, т.е. 2 Вт/м<sup>2</sup>, а это на порядок превышает тепловой поток, наблюдающийся в других районах Большого Кавказа. Такая плотность теплового потока отвечает вероятному присутствию кислого расплава внутри вулканического конуса на глубине около 1 км ниже уровня моря.

Н.И. Хитаровым [30] у восточной вершины проведены наблюдения с низкочастотной аппаратурой, в процессе которых были зарегистрированы землетрясения с низкочастотными колебаниями 1–2 Гц, на фоне 5–6 Гц в прилегающих районах Большого Кавказа. Выявленная интенсивная поверхностная волна характерна для современных активных вулканических областей. Все это позволило считать, что под вулканом имеется магматическая камера, кровля которой располагается на глубине 3–4 км ниже уровня моря.

В 2002–2007 гг. в районе восточной вершины Эльбруса, в истоках р. Кюкюртли и в районе перевала Ирик отмечена активизация фумарольной деятельности, сопровождавшейся выделением сернистого газа и локальным таянием снежно-ледового покрова.

Таким образом, к началу XXI в. многими исследователями были получены отрывочные факты, свидетельствующие о том, что Эльбрус является «спящим» вулканом и совсем не исключено возобновление его активности.

Если сейчас под вулканом Эльбрус имеются приповерхностные магматические камеры, с еще не остывшим расплавом, то земная поверхность над ними должна была прогреться хотя бы на несколько градусов и сформировать тепловые аномалии. Для выявления таких аномалий было проведено целенаправленное дешифрирование ночных тепловых снимков со спутников NOAA в ретроспективе на 14 лет (с 1990 по 2003 гг.).

Были выявлены тепловые аномалии (рис. 6) в следующих местах Эльбрусского вулканического центра: в районе вершинных кратеров Эльбруса (№ 1 и

Таблица 1

Химический состав (мас.%) магматических расплавов  
вулканов Эльбрус и Казбек

Компонент	Расплав (включения в минералах)				Расплав (основная масса)		
	Эльбрус			Казбек	Эльбрус		Казбек
	Андези- -товый	Дацито- -вый	Риоли- -товый	Риоли- -товый	Дацито- -вый	Риоли- -товый	Риоли- -товый
SiO <sub>2</sub>	60.22	68.80	75.93	75.32	67.64	76.43	73.48
TiO <sub>2</sub>	0.93	0.45	0.14	0.26	0.12	0.12	0.78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.35	15.91	12.30	13.38	17.13	12.02	13.76
FeO	3.64	1.78	0.47	0.94	1.01	0.54	2.54
MnO	0.02	0.04	0.04	0.02	0.02	0.02	0.01
MgO	2.19	0.47	0.08	0.12	0.20	0.04	0.46
CaO	3.82	1.55	0.56	0.68	1.71	0.56	2.30
Na <sub>2</sub> O	4.33	4.07	3.36	4.51	3.42	2.52	3.01
K <sub>2</sub> O	3.89	5.16	4.92	3.28	7.40	6.16	3.24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.25	0.11	0.02	0.09	0.03	0.02	не опр.
Cl	0.09	0.08	0.05	0.17	0.06	0.10	0.06
S	0.04	0.03	0.02	0.03	0.01	0.01	0.03
Сумма	97.77	98.45	97.89	98.77	98.75	98.54	99.67
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.90	1.27	1.46	0.73	2.16	2.44	0.93
n	4	8	10	11	6	4	7

*Примечание.* FeO – железо общее, n – количество определений.

1-А); ледников Большой и Малый Азау (№ 2) и Кюкюртли (№ 1); и от перевала Ирикчат до Сылтранской вулканической постройки (№ 3). Они, скорее всего, обусловлены находящимися под ними на глубине периферическими магматическими камерами. Важно отметить, что в контурах выявленных аномалий в последние годы и наблюдается появление все новых фумарол и локальное таяние снежно-ледового покрова.

Гравиметрическими исследованиями по профилям уточнены южная и юго-восточная границы кальдеры и подтверждено наличие магматических камер с разогретыми расплавами под аномалиями №№ 1, 1-А и 3. Результаты магнитотеллурического зондирования по Приэльбрусскому профилю (см. рис. 6) показали присутствие под вулканом приповерхностной магматической камеры и глубинного очага (на рис. 7 они показаны заштрихованными областями).

Наличие приповерхностных магматических камер косвенно подтверждается динамикой таяния над ними постоянного снежно-ледового покрова. Так, с 2001 по 2006 гг. произошло интенсивное таяние в районе ледника Малый Азау (над аномалией № 2), язык

которого отступил за это время примерно на 300 м. Эта динамика хорошо видна на восточной вершине Эльбруса (период с 2002 по 2007 гг., рис. 8 и 9).

В апреле 2007 г. в районе восточной вершины наблюдалась резкая активизация фумарольной деятельности, в результате которой черное пятно, показанное на рис. 8, увеличилось в размере примерно в 2 раза, а в районе восточного вершинного кратера произошло интенсивное таяние ледового покрова и обнажились лавовые потоки на площади 300 x 600 м (на рис. 9 они черного цвета).

На основании приведенных выше данных можно с достаточной степенью уверенности говорить об усилении фумарольной деятельности и соответственно возрастании вулканической активности за последние годы. Это достаточно тревожные симптомы, так как не исключена и подготовка Эльбруса к извержению в будущем с соответствующими катастрофическими последствиями. Поэтому важно было выявить связанные с прошлыми извержениями типы катастрофических последствий и оценить их масштабы, для того чтобы предсказать возможные катастрофические последствия в случае возобновления

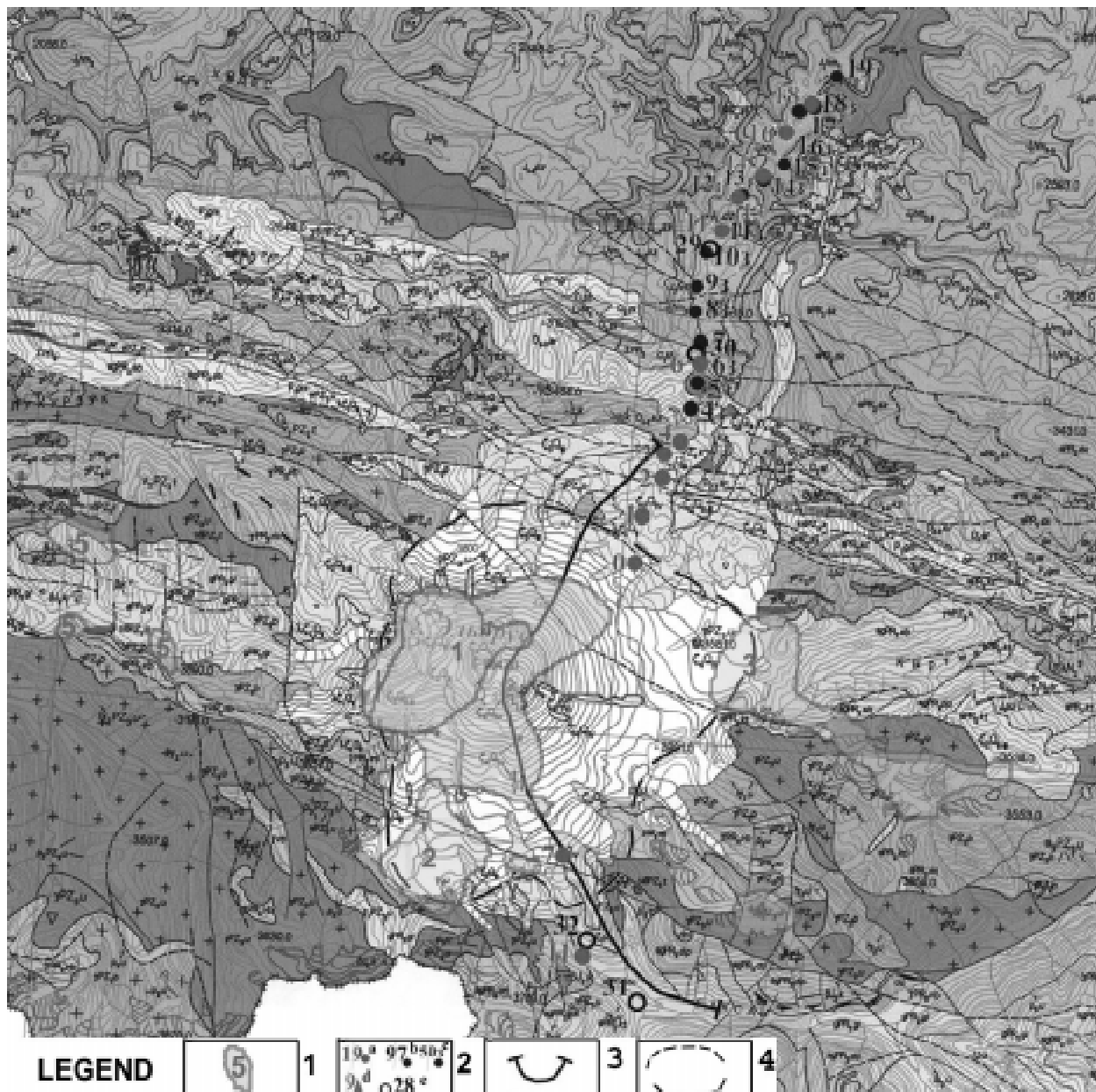


Рис. 6. Карта тепловых аномалий на вулкане Эльбрус, выявленных по данным дешифрирования ночных тепловых снимков со спутников NOAA за период с 1990 по 2003 гг.

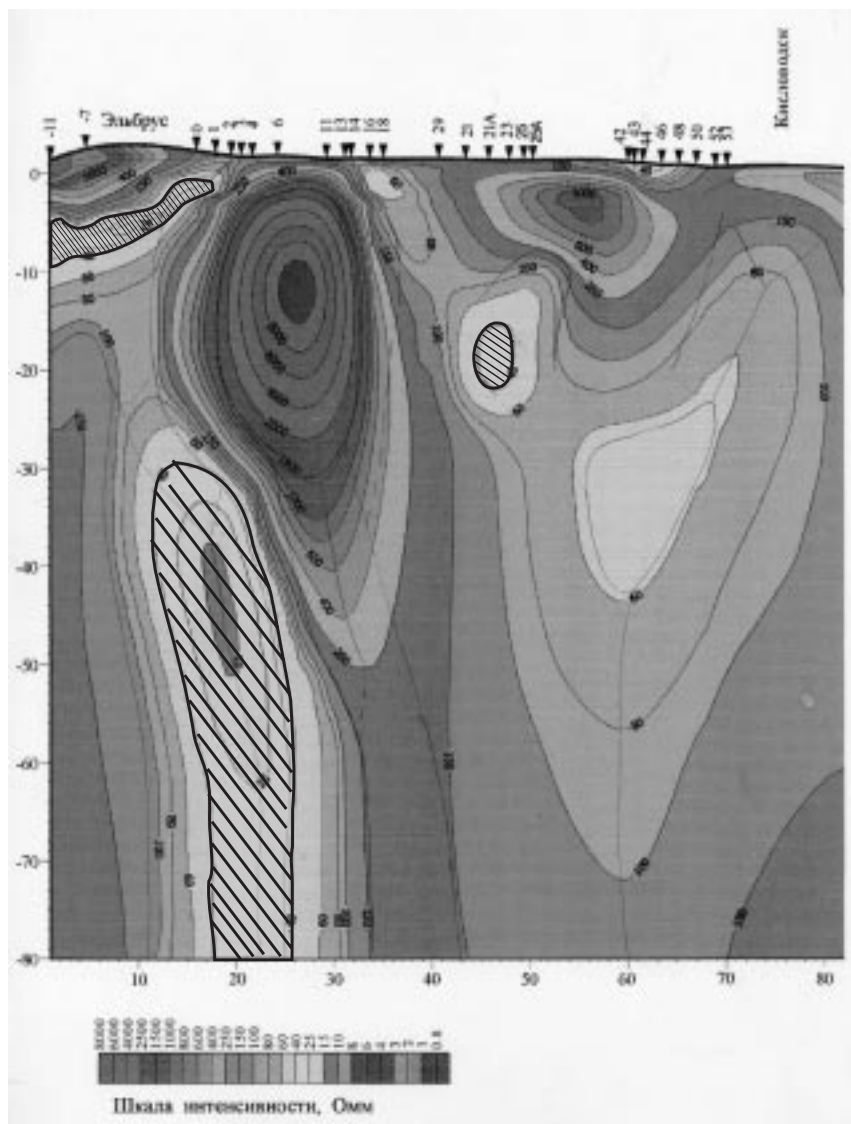
(Составлена О.В. Ляшенко и А.Г. Гурбановым)

вулканической активности. Для прогнозирования возможных типов и масштабов катастрофических последствий возможных извержений в пределах ЭВЦ нами были выявлены и изучены палеокатастрофические события, связанные с его прошлой активностью. Они представлены: сильными эксплозивными извержениями с аэральным переносом пеплового материала на значительные расстояния (от десятков до сотен км); катастрофическими лахарами; образованием запрудных озер с последующим

**Условные обозначения.** 1 - контуры тепловых аномалий и их номера; 2 – точки магнитотеллурических и магнитных измерений; 3 – линия магнитотеллурического профиля; 4 – границы Эльбрусской кальдеры

их прорывом и наводнениями; каменными и ледово-каменными лавинами; палеосейсмодислокациями (рис. 10). Время проявления большинства из них было определено с помощью радиоуглеродного ( $^{14}\text{C}$ ) датирования.

Анализ геологической, геоморфологической, гляциологической и геофизической обстановок в районе вулканической постройки показал, что, независимо от местонахождения эруптивного центра, силы и типа возможного извержения Эльбруса, его акти-



**Рис. 7.** Геоэлектрический разрез, отражающий интерпретацию данных, полученных методом магнитотеллурического зондирования по линии Приэльбрусского профиля.

Горизонтальная ось – расстояние по профилю в км, вертикальная ось – глубина в км. Слева на разрезе – юг, справа – север. На рисунок нанесены изолинии равных сопротивлений [Арбузкин и др., 2002]. Заштрихованными областями показаны положения приповерхностной магматической камеры и глубинного очага

визация может сопровождаться выделениями вулканических газов и другими явлениями, включая: каменно-ледовые обвалы, взрывные извержения с аэральным переносом пеплового материала на значительные расстояния (от десятков до сотен км); сейсмодислокации, катастрофические лахары, образование подпрудных озер, наводнений. Все это предопределено тем, что для их возникновения, в пределах вул-

канической постройки, имеются благоприятные условия.

В связи с вышеизложенным становится очевидной острая необходимость в организации и проведении на территории Северного Кавказа системы комплексного мониторинга вулканической, сейсмической и гляциологической опасностей с компьютерным моделированием их проявлений и составлением карты риска возможных природных катастроф.

### **5. Проявление рудоносных гидротермально-метасоматических процессов.**

В породах кальдерного и посткальдерного циклов Эльбрусского вулканического центра (ЭВЦ) акцессорная рудная минерализация представлена: магнетитом, ильменитом, пиритом (стехиометрического состава, а также Ni-Co-содержащим), пирротином (стехиометрического состава, также Ni-Co-содержащим), марказитом, арсенопиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, миллеритом, шеелитом и тонкодисперсными частицами самородной меди.

В дацитах экструзии Кюкюртли пириты и пирротины имеют стехиометрический состав, в чем обнаруживается их сходство с сульфидами из пород кальдерного цикла. Но они отличаются от пиритов и пирротинов посткальдерного цикла, где, помимо минералов стехиометрического состава, заметную

роль играют пириты и пирротины, обогащенные Cu, Co и Ni, а также отмечается миллерит. Особенности составов рудных минералов, развитых в районе Кюкюртли, свидетельствуют как о наложении гидротермально-метасоматических образований, связанных с эволюцией гидротермальной системы, на породы кальдерного цикла, так и о самостоятельном развитии более поздней минерализации в породах посткальдерного цикла.



**Рис. 8.** Фото Эльбруса, июль 2002 г. Ниже восточной вершины на конусе Эльбруса видно черное пятно размером 200×400 м (лавовый поток, обнажился в результате таяния снежно-ледового покрова над тепловой аномалией №1-А)

Установлена следующая геохимическая специализация [26] пород ЭВЦ: 1) неизменные породы (лавы, туфы, субвулканические тела) характеризуются следующими содержаниями (в г/т) ряда рудных элементов: Мо (от 5 до 13), Zn (от 63 до 73, а в некоторых голоценовых лавовых потоках от 243 до 335), Pb (от 19 до 56), Sb (от 2,7 до 7,4), Au (в единичных пробах до 0,038), Ba (от 489 до 578); 2) гидротермально-метасоматически измененные породы характеризуются повышенными содержаниями (в г/т): Мо (от 10 до 63), Zn (от 111 до 497, а в единичных пробах от 2394 до 3115), Pb (от 72 до 690), As (от 35 до 151, в единичных пробах от 218 до 322), Sb (от 44 до 71, в единичных пробах от 439 до 1419), Cu (от 33 до 111), Ag (от 2,9 до 16), Au (от 0,035 до 0,048), W (от 10 до 144), Se (до 11), Ba (от 635 до 702).

В результате комплексного исследования ЭВЦ впервые были выделены Кюкюртлинская (КРМС) и Ирикская (ИРМС) рудно-магматические системы (рис. 5), первая из них является более перспективной на обнаружение промышленно значимых скоплений рудного вещества. Гидротермальные растворы, участвовавшие в метасоматических изменениях пород КРМС и сформировавшие вторичные кварциты, имели фторидный состав и температуры порядка 140–170°C при низких концентрациях растворов, составляющих 3,5–14 мас. % экв. NaCl. О фторидном составе растворов свидетельствуют впервые обнаруженные в этих метасоматитах фторсодержащие минералы – жарчихит, ральстонит, α-ральстонит, флюорит.

Температуры гомогенизации флюидных включений в кварце из апикальной части экструзии Кюкюртли и в секущих ее карбонатных прожилках составляют 139–145°C и 168–171°C при концентрации растворов до 20,5 и 3,2–3,5 мас. % экв. NaCl, соответственно.

Выявленная в пределах КРМС рудная минерализация по составу, текстурно-структурным признакам может быть отнесена, по аналогии с рядом медно-молибденпорфировых месторождений Чили и США [43, 44, 40], к медно-порфировому генетическому типу. Судя по масштабности и площадному характеру развития процесса аргиллизации, резко повышенным содержаниям ряда рудных элементов, на глубинах до 400–600 м от современного эрозионного среза КРМС и ИРМС, в зоне пропилитизации, возможно обнаружение жильного Pb-Zn-оруденения, а на более глубоких уровнях – прожилково-вкрапленного Au-Ag, Cu или Cu-Mo-оруденения верхней части порфировой рудно-магматической системы, связанных с субвулканическими телами дацитового состава.

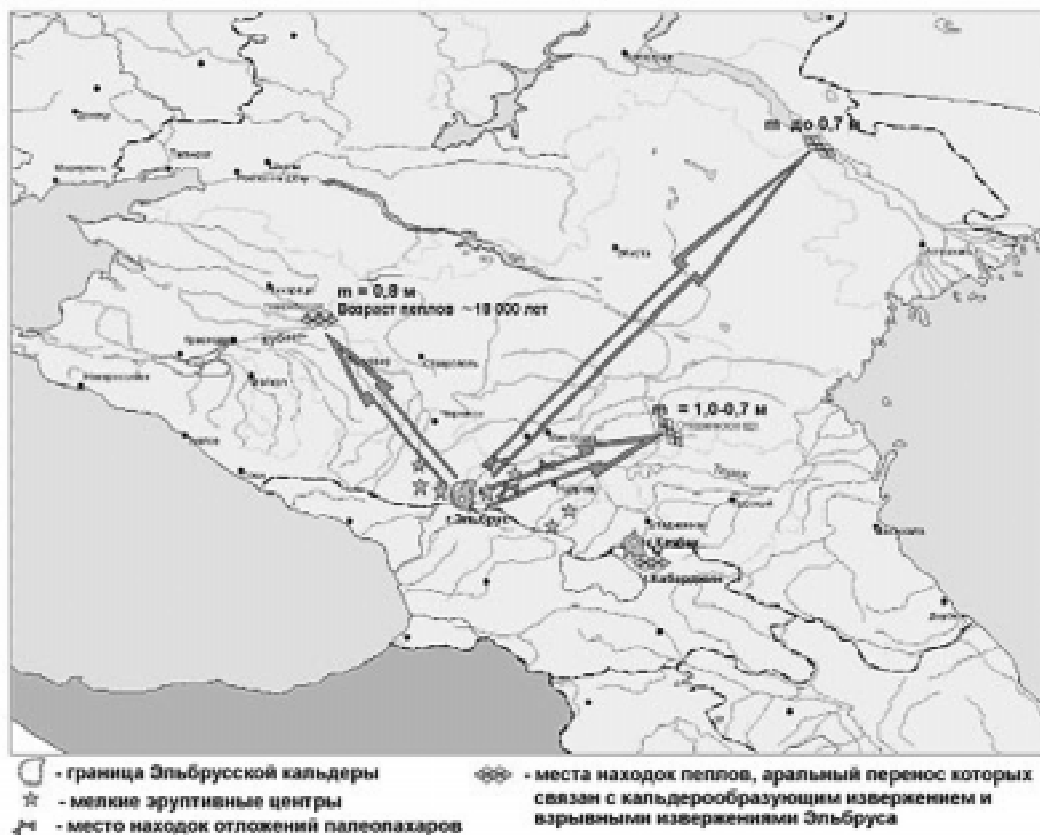
В ряде мест вулканической постройки Эльбруса нами были обнаружены как в коренном залегании, так и в виде высыпок так называемые гейзериты – отложения палеотермальных источников. Флюидные включения в кварце гейзеритов имеют температуры гомогенизации в интервале 120–152°C при концентрации растворов до 5–14,2 мас. % экв. NaCl. Гейзе-



**Рис. 9.** Фото Эльбруса, апрель 2007 г. В районе восточного вершинного кратера обнажились лавовые потоки на площади 300×600 м, а ниже него на конусе Эльбруса черное пятно, показанное на рис. 8, увеличилось в размере примерно вдвое. Голоценовые лавовые потоки обнажились в результате таяния снежно-ледового покрова над тепловой аномалией №1-А

**Схематическая карта катастрофических последствий извержения Эльбруса**

Показаны места находок аэралью перенесенных пеплов, образовавшихся после кальдерообразующего извержения и более молодых взрывных извержений вулкана Эльбрус, а также места обнаружения палеопазаров



**Рис. 10.** Схематическая карта типов палеокатастрофических последствий прошлых извержений вулкана Эльбрус (составлена А.Г. Гурбановым, ИГЕМ РАН)

риты характеризуются средними, часто повышенными (далее пов.) и максимальными (далее макс.) содержаниями следующих элементов (в г/т): Sc (0,1–5,2, макс. 10,8), Zn (6,0–17,0, пов. 88, макс. 497), As (0,9–7,4, пов. 35,5, макс. 322), Mo (1,2–9,4, макс. 374,8), Ag (0,3–2,9, макс. 16,0), Sb (0,1–0,8, макс. 1419), Cs (0,7–9,8, макс. 53,1), Ba (30,0–98,0, макс. 765), Se (3,6–19,1; макс. 92,6), Cu (1,0–17,0, макс. 40,0), Pb (8,0–10,0, макс. 72,0), иногда Au (до 1,2) и W (1,0–2,8, макс. 23,0). В гейзеритах рентгено-структурным анализом установлены α-кварц, кристобалит, тримит, редко альбит и, в значительных количествах, фторсодержащие минералы: жарчихит, ральстонит, α-ральстонит, реже флюорит, что свидетельствует о фтористом характере термальных растворов.

Эти находки интересны в связи с существованием самостоятельного типа вулканогенных гейзеритово-опалитовых месторождений, в том числе золото- и сереброносных, приуроченных к вулканическим поясам Калифорнии, Невады, Италии, Япо-

нии, Чили, Курил (вулкан Кудрявый и др.) и Камчатки [15, 24]. Они формировались близ поверхности земли из газовых эксгаляций и термальных растворов. Установлены следующие параметры формирования такого типа оруденения: температура до 300°C, давление до 20 атм, растворы – кислые или слабощелочные; температура фумарол, сольфатар и паровых струй падает от 600–1000°C после извержения до 330–200–100°C через 3–5 лет [24].

Кюкюртлинская РМС является наиболее перспективной на обнаружение оруденения меднопорфирового типа на верхнерудном уровне эрозионного среза [17]. Поэтому для нее проведены изучение состава, стадийности, зональности и физико-химических условий формирования рудной минерализации.

В метасоматически измененных дацитах экстрезии Кюкюртли установлены повышенные содержания (в г/т) [26]: Mo (до 9,2), Ba (до 621), Se (до 90,1), Sb (до 9,0), в единичных пробах Zn (до 167).

Породы кальдерного цикла, прорываемые экстрезивными телами, характеризуются высокими (от

первых до десятков кларковых величин [3]) содержаниями Ag, Se, Mo, Hf, As, Sb, Zn, Ba и повышенными (1,5–2,0 кларковых величин) содержаниями Ni, Sc, Cs, Co, Cr.

Вокруг Кюкюртлинской рудно-магматической системы (КРМС), но только в поле развития пород кальдерного цикла, встречены гейзериты магнезитового состава, обычно не обнаруживающие повышенных содержаний редких и рудных элементов и связанные, скорее всего, с позднемагматическими процессами.

Дациты, слагающие самое крупное экструзивное тело (купол) КРМС, претерпели слабые гидротермально-метасоматические изменения. Порода зеленовато-серого цвета, а на участках развития зон дробления – с интенсивным проявлением окварцевания и развития глинистых минералов – она приобретает зеленовато-бурый оттенок. Развитие рудной минерализации связано, в первую очередь, с процессами окварцевания вдоль маломощных зон катаклаза. Однако часто она приурочена к сложно ветвящимся прожилкам без жильного заполнения, к миароловым пустоткам или же метасоматически развивается по основной массе породы и порфировым вкрапленникам породообразующих минералов (вплоть до образования полных псевдоморфоз).

В экзоконтактах с породами кальдерного цикла экструзивные тела имеют фельзитовую структуру основной массы, что указывает на перекристаллизацию магмы в условиях снижения температуры. Судя по составам полевых шпатов, изменения происходили в интервале температур 650–750°C (начало процесса постмагматического преобразования пород при невысоких давлениях).

Последующие изменения как экструзивных тел, так и вмещающих их пород связаны с развитием аргиллизацией, представленной двумя фациями: «фоновой» ассоциацией монтмориллонит + тридимит (> кристобалит) + гематит + гетит ± карбонат ± пирит, имеющей площадное развитие, и ассоциацией галлуазит (каолинит ?) + тридимит (> кристобалит > халцедоновидный кварц) + карбонат ± натрярозит. В ядерных частях экструзивных тел (КРМС, а также в истоках рек Уллукам, Бийтиктебе) наблюдаются полностью окварцованные породы с обильной прожилково-вкрапленной гематит-пиритовой минерализацией. Этот тип изменений обычно контролируется разрывными нарушениями и четко выделяется на местности благодаря желто-красной окраске.

Заключительный этап изменений связан с развитием минерализации состава кальцит + доломит + арагонит + сапонит + натролит + пирит + марказит, частично или полностью заполняющей миароловые пустотки в экструзивных телах.

В пределах ЭВЦ рудная минерализация проявилась в несколько стадий и является телескопированной. По данным рентгеноспектрального микроанализа рассеянной вкрапленности рудных минералов из различных лавовых потоков ЭВЦ, были установлены магнетит, ильменит, пирит (стехиометрического состава, а также Ni-, Co-, Ni-Co-содержащий), пирротин (стехиометрического состава, также Ni- и Co-содержащий), арсенопирит, халькопирит, миллерит, а также тонкодисперсные частицы самородной меди.

В дацитах экструзии Кюкюртли сульфидные минералы (пирит, пирротин, халькопирит) имеют также стехиометрический состав, в чем обнаруживается сходство с сульфидами из пород кальдерного цикла. Они заметно отличаются от сульфидных минералов посткальдерного цикла, где, помимо минералов стехиометрического состава, заметную роль играют пириты и пирротины, обогащенные кобальтом, никелем, иногда медью, вплоть до миллерита.

Охарактеризованные выше особенности состава рудной минерализации отражают картину наложения ореола пиритизации, связанного с эволюцией гидротермальной системы Кюкюртли, на породы кальдерного цикла, и самостоятельное развитие более поздней минерализации в породах посткальдерного цикла.

Ниже приводится характеристика ассоциаций рудных минералов из метасоматически измененных дацитов Кюкюртлинской РМС (КРМС) в последовательности их формирования.

Ильменит, магнетит являются наиболее ранними минералами, как акцессорными (магматогенными), так и метасоматически наложенными на основную массу породы и порфировые вкрапленники биотита. Крупные кристаллы ильменита обычно корродированы, катаклазированы и замещаются лейкоксомом. Иногда ильменит и рутил наблюдаются в виде включений в более поздних пирит-марказитовых агрегатах.

Микровключения пирротина и халькопирита магматического генезиса устанавливаются в порфировых вкрапленниках кварца, плагиоклаза, в магнетите и ильмените. Подобные микровключения типичны для плиоцен-четвертичных вулканитов Кавказа, в том числе и для дацитов Эльбруса [27], и являются весьма информативными при определе-



нии физико-химических параметров кристаллизации пород.

В акцессорных магнетитах [26] установлены повышенные содержания (в г/т): Cr (931–1148), Co (89–148), Zn (406–495), Mo (8,9–18,5), Sb (1,9–9,8), Se (105–129), Ta (3,0–9,2) и W (2,5–4,7).

Пирит-марказитовая ассоциация, преобладающая среди рудных минералов, метасоматически развивается по порфирировым вкрапленникам биотита или тонкопористой основной массе породы. В первом случае морфология зерен игольчатая (развивается по спайности биотита, часто совместно с более ранними изометричными или таблитчатыми зернами рутила и титаномагнетита), а во втором – сульфиды образуют ажурные агрегаты вокруг вкрапленников порообразующих минералов, либо рассеянную вкрапленность метазерен и метакристаллов, изредка содержащих игольчатые включения пирротина поздней генерации. Данная ассоциация характеризуется повышенными содержаниями (в г/т): Zn (50–132) и Co (23–48).

В миароловых пустотках породы (размером до 0,3–4,0 см в поперечнике) сульфиды и нерудные минералы (кварц, гипс и др.) образуют корочки на стенках, вплоть до их полного заполнения. Участки породы, в непосредственной близости от миароловых пустоток, калишпатизированы и насыщены мельчайшей вкрапленностью сульфидных минералов. Установлена следующая последовательность нарастания минералов на стенки пор в дацитах: кварц + пирит + марказит > халцедоновидный кварц нескольких генераций > гипс, ярозит (развивающийся по пириту), сульфатные минералы. В метасоматических оторочках пустоток, на фоне поздней калишпатизации породы, развиваются пирит и марказит. При этом нередко сульфиды образуют сфероидальные агрегаты, что характерно для близповерхностных месторождений, где минералообразование происходило из газовых конденсатов при повышенном давлении флюидов в микрообъемах замкнутых систем [5].

В дацитах с пустотками установлены повышенные содержания (в г/т): Ag (до 9,3), Au (до 0,8), Zn (до 17), As (31–194), Ba (462–647), Sb (2,5–11,8). В крупных пустотках сульфиды развиваются по нитевидным, сложно ветвящимся трещинкам катаклаза в породе; очень редко они образуют эвгедральные агрегаты кристаллов в более мощных кварцевых прожилках. Наиболее крупные пирит-марказитовые агрегаты обычно наблюдаются в экзоконтактах кварцевых прожилков, где встречаются кубические метакристаллы пирита со слабо развитой гранью октаэдра и копьевидные кристаллы-ромбоэдры марказита.

По пириту и марказиту развиваются гематит и ярозит, по халькопириту – ковеллин (поздняя гипергенная минерализация).

Галенит образует мельчайшую вкрапленность единичных зерен размером 10–30 мкм, тяготеющую к маломощным зонам окварцевания пород и кварцевым прожилкам. Он встречается также и в сростаниях с марказитом.

В пределах КРМС встречаются зоны развития вторичных кварцитов с довольно богатой вкрапленностью сульфидов. Вторичные кварциты являются продуктом окварцевания исходных пород и сопровождаются пиритизацией и гематитизацией. Рентгено-структурным анализом в них, кроме  $\alpha$ -кварца и гипса, впервые было установлено наличие жарчихита, что свидетельствует о существенно фтористом характере гидротермально-метасоматических растворов. Мелкие кубические метакристаллы пирита образуют шаровидные скопления (фрамбоиды), обычно расположенные изолированно друг от друга, и веретенообразные агрегаты. Кроме фрамбоидов, пирит образует рассеянную вкрапленность кубических и кубооктаэдрических кристаллов в кварце. В ассоциации с пиритом редко встречается марказит. В поле развития вторичных кварцитов на отдельных участках отмечены пиритовые «линзы» и «кокарды», являющиеся, скорее всего, реликтами бывших каверн и обломков эффузивных пород, замещенных кварцем. Гематит развит преимущественно в более пористых участках породы. Во вторичных кварцитах установлены повышенные содержания (в г/т): Cu (16–33), Zn (451–497) и пониженные – Ba (39–48). Мощность зон вторичных кварцитов составляет первые десятки метров, а их протяженность – первые сотни метров.

Физико-химические параметры проявления гидротермально-метасоматических рудоносных процессов. Установлено, что первичные флюидные включения (ФВ) во всех изученных образцах кварцев и карбонатов ЭВЦ имеют двухфазный состав (газ+раствор), а их размеры обычно не превышают 15 мкм (в единичных случаях они достигают 30–35 мкм). Газовая фаза ФВ не превышает 20 % объема вакуолей (табл. 3).

В дацитах Кюкюртли двухфазные ФВ трассируют залеченные трещины в кварце из прожилков, т.е. являются вторичными. На газовую фазу в них приходится не более 10 % от их объема. Температура их гомогенизации оценивается в 139–145°C, а основным компонентом растворов является  $MgCl_2$  при концентрации растворов 20,5 мас. % экв. NaCl

(среднесоленые). В зернах кальцита из карбонатно-го прожилка в верхней обнажающейся части экстрезии изучены первичные двухфазные ФВ (размер 10–15 мкм) с газовой фазой около 15 % от их объема. Основным компонентом растворов является NaCl с небольшой примесью гидрокарбонатов или сульфатов, при их концентрации 3,23–3,5 мас. % экв. NaCl. Температура гомогенизации включений составляет 168,6–171°C.

В мелкозернистом кварце из прожилков, находящихся во вторичных кварцитах КРМС, обнаружены только очень мелкие (менее 10 мкм) ФВ. Поэтому по ним удалось определить лишь температуру их гомогенизации, которая составила 110–115°C.

В первичных ФВ из халцедона гейзеритов (р. Бийтиктебе) состав и концентрацию растворов не удалось определить из-за их малых (менее 10 мкм) размеров, а температура гомогенизации составила 120–140°C.

В трещиноватых зернах кварца из гейзеритов (истоки р. Малки) обнаружены только вторичные ФВ с газовой фазой до 15–20 % от их объема. Температура их гомогенизации варьирует в пределах 127–152°C, а концентрация растворов – от 5,0 до 14,2 мас. % экв. NaCl. Основным компонентом растворов является NaCl с примесью KCl (менее 10 %).

Температуры образования халькопирит-пирит-пирротинного парагенезиса были рассчитаны по термометрическим уравнениям, использующим распределение кобальта между пиритом и пирротинном, халькопиритом и пирротинном в ассоциации с пирритом [31]. Так, для ЭВЦ температуры составили 156°C (дациты средней части Малкинского лавового потока), 275°C (средняя по дацитам нижней части Малкинского лавового потока), для экстрезии Кюкюртли температуры оцениваются в 191°C.

Приведенные выше данные позволили считать, что в пределах КРМС, в современном эрозионном врезе (по вертикали на 800 м и по латерали на 2500 м), как самой экстрезии, так и во вмещающих ее риолитовых и дацитовых лавовых потоках кальдерного цикла, широко проявлены автометасоматические и метасоматические изменения. В верхней части разреза расположена зона аргиллизитов с пирритом, марказитом, алунином, ярозитом и резко повышенными концентрациями бария, сформировавшаяся при температурах 120–180°C и имеющая площадной характер развития при мощности в первые сотни метров. Установлены две фации аргиллизитов: с монтмориллонитом (низкосульфидные и безсульфатные) и с галлуазитом (вы-

сокосульфидные и сульфатсодержащие), отвечающие фронтальным (слабо кислые) и внутренним (сильно кислые) частям гидротермальной системы. Следующие этапы изменения пород в пределах КРМС проявились в самых нижних частях вскрытого эрозией разреза, где они представлены: зонами развития минерализации, заполняющей миароловые пустотки (кальцит-доломит-арагонит-сапонит-натролит-пирит-марказит), и вторичными кварцитами (окварцевание, пиритизация и гематитизация исходных вулканитов).

Наличие аргиллизитов, сформированных при постмагматической эволюции Кюкюртлинской рудно-магматической системы, свидетельствует о том, что в ее пределах, в современном эрозионном срезе, вскрыта лишь верхняя надрудная часть. Этот тип изменений обычно происходит при участии значительной доли (80–95 %) метеорных вод. Породы с высоким содержанием сульфатов (алунином, ярозитом и др.) являются довольно обычной фацией аргиллизитов. Сера в них, как правило, имеет магматический источник. Появление сульфатной минерализации может быть связано с окислением постмагматических флюидов при их взаимодействии с метеорными водами. Появление метасоматитов с высокими содержаниями серы могло быть связано с процессами неоднократного вскипания флюидов.

В.И. Коваленко с соавторами (1984), рассматривая физико-химические параметры образования рудоносных гранитоидов, провели комплексное изучение флюидных включений в минералах из рудных тел эндогенных месторождений Sn, W, Be, Ta, Mo и Au. Было установлено, что температуры их гомогенизации для продуктивной стадии рудообразования варьируют от 150 до 400°C при низких концентрациях растворов, составляющих 8–10 мас. % экв. NaCl, и преимущественно фторидном составе. В связи с этим важно отметить, что гидротермальные растворы, участвовавшие в метасоматических изменениях пород КРМС и сформировавшие как вторичные кварциты, так и более низкотемпературные термальные растворы, сформировавшие гейзериты, тоже имели фторидный состав и температуры порядка 140–170°C при низких концентрациях растворов, составляющих 3,5–14 мас. % экв. NaCl, т.е. они являются потенциально рудоносными.

Полученные нами данные могут свидетельствовать о возможном наличии в пределах КРМС под зоной аргиллизитов рудной минерализации (Cu-Mo, Au-Ag-As, Pb-Zn), связанной с экстрезивными телами дацитового состава.

На Большом Кавказе в связи с позднеплиоценовыми гипабиссальными диорит-гранодиорит-гранитными интрузивами известны проявления медно-молибденпорфирового оруденения [6]. Эти проявления вскрыты эрозионным срезом на различных уровнях: рудном (Сангутидонское), надрудном (Танадонское), верхне-рудном (Теплинское). На участке Суарком (Тепли) выходы как апикальных частей гранитоидных массивов, так и тектонически и гидротермально переработанных роговиков в их надинтрузивной толще прорываются серией сближенных даек рудоносных дацитов и андезитов. С дайками ассоциирует размещенное в центральной части рудного поля телескопированное прожилково-вкрапленное медно-молибденовое и жильное мышьяковое оруденение. Фланговые части системы маркируются здесь медно-полиметаллическими с вольфрамом (шеелит) рудопроявлениями. Вторичные изменения гранитоидов и пород дайковой серии представлены пропилитами. Надрудный «профиль» Танадонского поля характеризуется преобладанием жильных проявлений золотоносной арсенопирит-редкометальной минерализации, совмещенной с узкими линейными зонами кварц-хлорит-карбонатных метасоматитов в позднепалеозойских гранитоидах субстрата.

Геологически близкая картина наблюдается в Чили в пределах пояса Марикунга (Maricunga), где

месторождения благородных металлов порфирового типа связаны с миоценовыми вулканитами андезитового и андезидацитового составов. Au-Ag месторождения здесь приурочены к штокам диорит-гранодиоритового состава, а эпитермальные месторождения – к вмещающим их гидротермально-метасоматически измененным вулканитам [44]. Для месторождений рудного района Марикунга (Марте, Вали, Санта Сесилия, Ла Пепа и др.) характерно то, что промышленное Au-Ag оруденение перекрывается мощной (до 400–600 м) аргиллизитовой «шляпой». Важно отметить, что, как и в нашем случае, там породы, претерпевшие изменения аргиллизитовой фации, обогащены пиритом, алунитом и содержат самородную медь и энаргит. Проведенная реконструкция порфировых систем предполагает [44], что богатые золотом штокверки образовались на глубинах 600–1000 м от палеоповрхности.

*Работа выполнена при поддержке Гранта РФФИ № 07-05-00485, Госконтракта №02.445.11.7255 в рамках ФЦНП «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития науки и техники» на 2002–2006 гг. и Направления №2 «Новейший вулканизм: закономерности его активности и сопутствующие катастрофические следствия» Программы №16 Президиума РАН «Изменение окружающей среды и климата: Природные катастрофы».*

## Литература

1. Богатиков О.А., Гурбанов А.Г. Комплексные исследования Эльбрусского и Казбекского вулканических центров: мониторинг и прогноз // *Вестн. Владикавказского научн. центра*. 2003. Т. 3. № 2. С. 15–28.
2. Бубнов С.Н. Хронология извержений и источники расплавов новейших вулканических центров Большого Кавказа. Автореф. Дис. Канд. г.-м. н. – М.: ИГЕМ РАН. 2003. 27 с.
3. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // *Геохимия*, 1962. № 7. С. 555–557
4. Геодинамика, сейсмоструктурная и вулканизм Северного Кавказа / Е.А. Рогожин, Л.Е. Собисевич, Ю.В. Нечаев, А.Л. Собисевич, О.А. Богатиков, А.Г. Гурбанов, В.И. Коваленко, В.М. Газеев, Б.Г. Поляк, Б.Г. Покровский, В.Ю. Лаврушин, В.И. Куликов, И.В. Мелекесцев, Д.Г. Кацук, В.К. Милуков, А.В. Копяев/под ред. акад. М.П. Лаверова. – М.: ОИФЗ РАН, 2001. 336 с.
5. Гамянин Г.Н., Жданов Ю.Я., Сыромятникова А.С. Состав и структурные особенности сфероидов из золоторудных месторождений Восточной Якутии // *Записки ВМО*, 1999. №5. С. 71–76.
6. Гурбанов А.Г., Бубнов С.Н., Газеев В.М., Докучаев А.Я. Позднемиоценовый-голоценовый магматизм и геодинамика Большого Кавказа // *Типы магм и их источников в истории Земли. Часть 1. Магматизм и геодинамика – главные факторы эволюции Земли / Под ред. акад. О.А. Богатикова и акад. В.И. Коваленко. – М.: ИГЕМ РАН, 2006. С. 269–319.*
7. Гурбанов А.Г., Катков Д.М., Краль Я. Выражение зоны максимального проявления коллизии, вызванной столкновением Аравийской и Евразийской плит, в рельефе большого Кавказа по фишен-трековым (апатит) и геоморфологическим данным // *Международ. совещ. XXIV пленум геоморфол. Комиссии РАН. Краснодар, 6–10 октября 1998. Тез. докл. – Краснодар*. 1998, С. 299–301.
8. Гусев А.М. Эльбрус. – М.: Гостехиздат, 1948. 51 с.
9. Еришов А.В., Никишин А.М., Брунз М.Ф., Спакман В. Позднекайнозойская геодинамика Кавказского региона: данные численного моделирования и сейсмотомографии // *Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Т.1. – М.: ГЕОС, 2001. С. 230–235.*
10. Зоненишайн Л.П., Кузьмин М.И. Внутриплитный магматизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // *Геотектоника*, 1983. № 1. С. 28–45.
11. Коваленко В.И., Наумов В.Б., Богатиков О.А. Потенциальная рудоносность кислых магматических пород // *27 МГК, Петрология / Секция С.09: Доклады. Т.9. – М.: Наука, 1984. С. 94–103.*
12. Копяев А.В., Гурбанов А.Г. Гравиметрические исследования в Геналдонском ущелье: первые результаты // *Вестн. Владикавказского научн. центра*. 2004. Т. 4. № 3. С. 9–11.

13. Корниенко С.Г., Ляшенко О.В., Гурбанов А.Г. Выявление признаков очагового магматизма в пределах Казбекского вулканического центра по данным тепловой космической съемки // *Вестн. – Владикавказского научн. центра*, 2004. Т. 4. № 3. С. 25–32.
14. Короновский Н.В., Демина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // *Геотектоника*, 1999. № 2. С. 17–35.
15. Котляр В.Н. Основы теории рудообразования. – М.: Недра, 1970. С. 263–307.
16. Лилиенберг Д.А., Кафтан В.И., Кузнецов Ю.Г., Серебрякова Л.И. Картографические модели вариаций современных тектонических движений морфоструктур Кавказа и Закавказья для различных эпох // *Геоморфология*, 1997. № 4. С. 63–75.
17. Магматизм и геодинамика – главные факторы эволюции Земли // *Типы магм и их источники в истории Земли. Часть 1 / Гл. редакторы акад. О.А. Богатиков и В.И. Коваленко.* – М.: ИГЕМ РАН. 2006. 398 с.
18. Магматические горные породы. Т.4. Кислые и средние породы. / Под ред. В.В. Ярмолюка и В.И. Коваленко. – М.: Наука, 1987. 374 с.
19. Масуренков Ю.П. Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области. – М., 1961. 132 с.
20. Масуренков Ю.П., Клименко А.И., Пахомов С.И. Эволюция и современное состояние вулкана Эльбрус // *Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР.* – М.: Наука. 1965. С. 57–78.
21. Масуренков Ю.П. Плотность теплового потока и глубина залегания магматического очага под вулканом Эльбрус // *Бюл. вулканол. станций*, 1971. № 47. С. 79–82.
22. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. – М.: Недра. 1976. 277 с.
23. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра. 1973. 279 с.
24. Науменко В.В. Вулканизм и вулканогенное оруденение. – Киев: Препр. ИГФМ, 1987. 65 с.
25. Наумов В.Б., Толстых М.Л., Гурбанов А.Г. и др. Условия образования ксенолитов из плейстоценовых лавовых потоков вулкана Эльбрус (Кавказ) // *Геохимия*. 2001. № 11. С. 1230–1236.
26. Новейший и современный вулканизм на территории России. / Отв. ред. Н.П. Лавров. – М.: Наука. 2005. 604 с.
27. Попов В.С., Федоров Б.В. Сульфидные микровключения в плиоцен-четвертичных вулканических породах Кавказа // *Геохимия*, 1995. № 3. С. 386–403.
28. Собисевич А.Л., Нечаев Ю.В., Собисевич Л.Е., Гурбанов А.Г., Арбузкин В.Н., Трофименко Е.А., Пруцкий Н.И., Греков И.И. Результаты геолого-геофизического мониторинга магматических структур вулкана Эльбрус. В сб. «Современные методы геолого-геофизического мониторинга природных процессов на территории Кабардино-Балкарии» (под ред. Б.С. Карамурзова). – Нальчик, 2003. С. 158–178.
29. Толстых М.Л., Наумов В.Б., Гурбанов А.Г. и др. Состав магматических расплавов вулкана Эльбрус и Казбек (Кавказ) по данным изучения включений в минералах // *Геохимия*. 2001. № 4. С. 441–448.
30. Хитаров Н.И., Шукин Ю.К., Сизов А.В. К оценке активности вулкана Эльбрус // *Докл. АН СССР*, 1984. Т. 275, № 4. С. 952–984.
31. Урусов В.С., Таусон В.Л., Акимов В.В. Геохимия твердого тела. – М.: ГЕОС, 1997. 500 с.
32. Чернышев И.В., Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В. и др. Тез. докл. II Всерос. петрограф. совещ. – Сыктывкар, 2000. Т. 1. С. 227–229.
33. Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукк А.А. и др. Современная геодинамика Кавказа (по результатам GPS измерений и сейсмическим данным) // *Физика земли*, 1999. № 9. С. 3–18.
34. Ярмолюк В.В., Богатиков О.А., Коваленко В.И. Позднекайнозойские трансконтинентальные структуры и магматизм Евро-Африканского сегмента земли и геодинамика их формирования // *ДАН*, 2004. Т. 395. № 1. С. 91–95.
35. Debayle E., Leveque J.J., Cara M. Seismic evidence for a deeply rooted low-velocity anomaly in the upper mantle beneath the northeastern Afro-Arabian continent // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. V. 193. P. 423–436.
36. Goes S., Spakman W., Bijwaard H. A Lower mantle source for central European volcanism // *Science*. 1999. V. 286. P. 1928–1931.
37. Grun R., Tani A., Gurbanov A. et al. A new method for the estimation of cooling and denudation rates using paramagnetic centers in quartz: A case study on the Eldzhurtinskiy Granite, Caucasus. *J. of Geophys. Res.* 1999. N 104. P. 17531–17549.
38. Illies J.H. An intercontinental belt of the word rift system // *Tectonophysics*. 1969. V. 8. P. 5–29.
39. Kral J., Gurbanov A.G. Apatite fission track data from the Great Caucasus pre-Alpine Basement // *Chem. Erde*. 1996. V. 56. P. 177–192.
40. Lipman P.W., Bogatikov O.A., Tsvetkov A.A., Gazis C., Gurbanov A.G., Hon K., Koronovsky N.V., Kovalenko V.I., Marchev P. 2.8 Ma ash-flow caldera at Chegem River in the northern Caucasus Mountains (Russia), cotemporaneous granites, and associated ore deposits // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1993. No 57. P. 85–124.
41. Philip H., Cisternas A., Gvishiani A., Gorshkov A. The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision // *Tectonophysics*. 1989. V. 161. P. 1–21.
42. Ritsema J., van Heijst H.J., Woodhouse J.H. Complex shear wave velocity structure imaged beneath Africa and Iceland // *Science* / 1999. V. 286. P. 1925–1929.
43. Sillitoe R.H. Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources // *Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series. Chapter 22. Copper Deposits and Andean Evolution*. 1989. V. 11. P. 285–311.
44. Vila T., Sillitoe R.H. Gold-rich porphyry systems in the Maricunga Belt, Northern Chile // *Economic Geology*. 1991. V. 86. P. 1238–1260.
45. Wilson M., Downs H. Tertiary-Quaternary extension-related alkaline magmatism in Western and Central Europe // *J. Petrol.* 1991. V.32. N 4. P. 811–849.
46. Wilson M., Patterson R. Intraplate magmatism related to short-wavelength convective instabilities in the upper mantle: Evidence from the Tertiary-Quaternary volcanic province of western and central Europe // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 2001. V. 352. P. 37–58.
47. Wilson M., Downs H. Mafic alkaline magmatism associated with the European Cenozoic rift system // *Tectonophysics*. 1992. V. 208. N 1/3. P. 173–182.
48. Wilson M., Guiraud R. Magmatism and rifting in Western and Central Africa from Late Jurassic to Recent times // *Tectonophysics*. 1992. V. 213. N 1/2. P. 203–225.
49. Ziegler P.A. European Cenozoic rift system // *Tectonophysics*. 1992. V. 208. P. 91–111.